Filière « sciences de la terre et de l'univers » (STU)
Faculté des Sciences de Rabat
Semestre 3
Module M 12 « tectonique »

COURS DE TECTONIQUE ANALYTIQUE
2ème partie

LES DEFORMATIONS DUCTILES

(Christian Hoepffner)



Pli anticlinal. Ordovicien de l'Anti-Atlas (Foum Icht)

Avertissement

Le texte qui suit est destiné aux étudiants qui suivent le module M12. Il doit leur permettre de compléter leurs notes. Il ne remplace évidemment pas la présence au cours. En particulier, les planches de figures ne sont pas reproduites, ni commentées ici.

Lectures conseillées :

TECTONIQUE ; Mercier et Vergely. Editions Dunod, 1999
LES STRUCTURES TECTONIQUES. Gidon. Editions du BRGM, 1987
PRINCIPES DE TECTONIQUE ; Nicolas. Editions Masson, 1984
DEFORMATIONS DES MATERIAUX DE L ECORCE TERRESTRE, Mattauer, Editions Hermann, 1973.

Sites Web à consulter :

http://jfmoyen.free.fr/spip.php?article290

Cours en ligne, très complet avec diaporamas.

INTRODUCTION

La tectonique est l'étude de la déformation des roches qui constituent l'écorce terrestre.
Les roches déformées sont organisées en « structures » (les plis, les failles, sont des structures tectoniques). La tectonique est aussi appelée géologie structurale.

Rappels

Les géologues ont l'habitude de distinguer les déformations *cassantes* ou *fragiles* (failles) et les déformations *souples* ou *ductiles* (plis). Ces deux catégories de déformations ou de comportement des roches dépendent principalement des conditions physiques (température et pression) qui s'exercent pendant la déformation. Elles dépendent aussi de la nature pétrographique, on distingue ainsi des roches compétentes et incompétentes.

Les données de tectonique expérimentale (la mécanique des roches) expliquent bien ces différences de comportement. Les courbes contrainte/déformation (Fig. 1) montrent que l'augmentation de la température et de la pression de confinement (donc de la profondeur dans l'écorce) favorise la déformation ductile (le comportement plastique) et retarde la rupture.

Les déformations s'observent principalement dans les chaînes de montagnes, parties les plus déformées de l'écorce terrestre situées dans les zones de convergence des plaques lithosphériques.
La répartition verticale des déformations correspond à la notion de **niveau structural** (Fig.2). Dans la coupe théorique d'une chaîne de montagne les failles apparaissent dans le *niveau structural supérieur*, la déformation se concentre le long de discontinuités. En réponse aux contraintes, l'écorce a un comportement plutôt cassant. En profondeur, les failles disparaissent progressivement, la déformation est continue ou ductile. Elle s'exprime d'abord par des plis dans le *niveau structural moyen* puis par un aplatissement de la roche qui acquiert une structure planaire : la schistosité et la foliation qui caractérisent le *niveau structural inférieur.*

Objet du cours

Les roches sont déformées depuis l'échelle du minéral (mm, μ) jusqu'à celle du continent (nxkm), ces structures nécessitent l'utilisation de moyens d'observation, microscope, cartes géologiques, photos aériennes, images satellitaires. Dans ce cours on s'intéressera aux structures ductiles directement observables à l'œil nu par le géologue c'est à dire des structures de taille moyenne (méso structures) depuis l'échantillon (cm) jusqu'au paysage (km) en passant par l'affleurement (m, hm).

Problématique

Une structure tectonique correspond à une déformation finie. L'objectif du géologue est de comprendre comment elle s'est formée. Un travail d'analyse et d'interprétation

doit permettre de proposer un modèle possible expliquant le passage de l'état initial (non déformé) à l'état final (déformation actuellement observable).

Méthodes

Le but de cet enseignement est l'acquisition de méthodes d'étude des déformations (plus précisément ici des déformations ductiles).

- Maîtrise des outils d'analyse et de description. Cette analyse est surtout géométrique, elle nécessite la maîtrise d'une terminologie (pour la description) et des techniques de repérage et d'orientation dans l'espace (pour aboutir à une image 3D des structures). C'est la tectonique analytique ou l'analyse structurale.

- Interprétation. L'interprétation des structures analysées consiste à rechercher la direction des forces – ou des contraintes - (dynamique), les conditions T° et P, les mécanismes de déformation, la chronologie des déformations ou les différentes étapes de la déformation (cinématique).

L'interprétation suppose la connaissance de données théoriques sur la déformation qui feront l'objet de la première partie de ce cours.

1 LES DONNEES THEORIQUES NECESSAIRES A L'ETUDE DE LA DEFORMATION DUCTILE.

1.1 Notion de déformation (Fig. 3)

La déformation est la réponse des roches soumises à des forces.

Une déformation peut se décomposer en :
Translation
Rotation
Distorsion

La distorsion (*strain*) ou changement de forme est le composant qui intéresse le plus le géologue, c'est la déformation proprement dite.

Elle peut être discontinue ou continue (cassante ou ductile), homogène ou hétérogène (Fig. 4). La distinction entre ces différents types de distorsion est relative, elle dépend de la taille des structures que l'on observe (échelle d'observation).

1.2 Mesure, quantification de la déformation.

Quantifier une déformation revient à comparer l'état initial (avant déformation) à l'état final (déformé). Deux paramètres sont généralement pris en compte.

- La variation de longueur ou extension (ou élongation):

$$\varepsilon = l_1 - l_0 / l_0$$

- La déformation angulaire ou « cisaillement ». C'est l'angle ϕ que font deux droites initialement orthogonales. Le cisaillement est donné par la formule

$$\gamma = \tan \phi$$

1.3 L'ellipsoïde de déformation

La déformation homogène d'un objet initial circulaire (2D) ou sphérique (3D) donne une ellipse ou un ellipsoïde.
Dans l'état déformé on définit une direction d'allongement X (grand axe de l'ellipsoïde), une direction de raccourcissement Z (petit axe de l'ellipsoïde), une direction intermédiaire Y, selon laquelle il peut y avoir allongement, raccourcissement, pas de déformation. Ces trois axes perpendiculaires entre eux définissent *l'ellipsoïde de déformation*.

Les deux types de déformation homogène (Fig. 5)

Deux processus peuvent être envisagés pour déformer un objet dont la forme initiale est simple : une sphère ou un cube.

Déformation coaxiale (cisaillement pur, pure shear). Au cours de la déformation progressive les axes X Y Z gardent la même orientation. L'objet est « écrasé ».

Déformation rotationnelle (cisaillement simple, simple shear). Les axes X et Z changent d'orientation, ils subissent une rotation progressive. L'objet est « cisaillé ».

Classification des ellipsoïdes de déformation.

La détermination de l'ellipsoïde (mesure et orientation) est un des objectifs de l'analyse structurale. Il faut disposer d'objets déformés dont on connaît la forme initiale : galets, fossiles, grains détritiques, etc…On mesure les rapports axiaux de l'ellipsoïde X/Y et Y/Z et on les reporte dans le diagramme de Flinn. Le calcul du paramètre de forme K = X/Y – 1/Y/Z – 1 caractérise trois grands types de déformations représentés par les trois domaines du diagramme : *aplatissement (flattening), constriction (constriction), déformation plane (plane strain)* (Fig.6).

On définit donc deux grands types de roches déformées de façon ductile : les roches surtout étirées ou allongées : *tectonites L* et les roches surtout aplaties : *tectonites S* et la combinaison des 2 types de structures : *tectonites L+S*.

2 LES MARQUEURS DE LA DEFORMATION DUCTILE.

2.1 Les marqueurs de l'aplatissement : schistosité et foliation.

La schistosité (*cleavage*) est une structure planaire d'origine tectonique. Elle exprime l'aplatissement de la roche qui se débite en feuillets parallèles dont l'orientation est généralement différente du litage initial comme la stratification. Selon l'intensité de la déformation on distingue plusieurs types de schistosités reconnaissables à l'œil nu sur l'affleurement et l'échantillon mais surtout au microscope (Fig.7).

La schistosité espacée (*spaced cleavage*) ou schistosité de fracture. Les surfaces de schistosité sont irrégulières, espacées de quelques mm voire quelques cm. Deux plans S séparent une zone nommée microliton où la roche n'est pas (ou très peu) déformée. La schistosité de crénulation est une schistosité espacée, à l'intérieur des microlitons le litage est déformé en microplis.

La schistosité continue (*continous cleavage, slaty cleavage*) ou schistosité de flux ou encore schistosité ardoisière. Les surfaces de schistosité sont régulières, l'espace entre deux plans est inférieur au mm et n'est en général plus visible à l'œil nu, il correspond à la taille moyenne des grains constituant la roche (quelques μ). La schistosité de flux apparaît avec le métamorphisme.

La foliation (*shistosity, foliation*) est une schistosité continue, les feuillets ont une composition minéralogique différente, les minéraux métamorphiques sont visibles à l'œil nu, la roche est rubanée.

La schistosité permet de connaître la position du *plan d'aplatissement* : défini par les axes X et Y de l'ellipsoïde. C'est donc un marqueur important dans l'analyse de la déformation ductile.

2.2 Les marqueurs de l'allongement : linéations.

Les linéations sont des structures linéaires imprimées dans la roche, surtout visibles à l'échelle de l'affleurement et de l'échantillon (Fig.8).

La *linéation d'intersection* résulte de l'intersection de deux surfaces, en général la stratification S_0 et la schistosité S_1.
La *linéation de microplissement* correspond aux axes de microplis déformant une surface de stratification ou le plus souvent une schistosité antérieure au microplissement. Elle est souvent associée à la schistosité de crénulation.

La *linéation minérale* correspond à des minéraux alignés suivant une direction préférentielle, soit des minéraux métamorphiques néoformés, soit des minéraux anciens réorientés.
La *linéation d'allongement* ou *d'étirement* (*stretching*) correspond à des objets (galets, fossiles, minéraux, etc…) étirés de façon continue ou discontinue (fragments alignés).
Le *boudinage* correspond au découpage régulier de bancs résistants entourés d'une matrice plus ductile. Les baguettes parallèles définissent la linéation de boudinage, l'étirement ductile puis la rupture des baguettes définit la direction d'allongement.

Les linéations minérales, d'allongement et le boudinage donnent avec précision la direction de l'axe X de l'ellipsoïde.

3 LES PLIS (*FOLDS*).

Les plis s'observent à toutes les échelles, pluri kilométrique à millimétrique. Ce sont les structures ductiles les plus spectaculaires.
D'une manière très générale, un pli résulte de la torsion (courbure) d'une surface initialement plane.

3.1 Géométrie des plis, éléments de description.

31.1 Anatomie d'un pli (Fig. 9)

La polarité des courbures permet de distinguer : *antiforme* et *synforme*. Si l'âge relatif des couches plissées est connu, on distingue *anticlinal* (*anticline*) et *synclinal (syncline)*. Par rapport à la courbure on distingue l'intrados et l'extrados du pli.
Selon le degré de courbure on distingue des *plis arrondis* et des *plis anguleux.*
La *charnière* (*hinge*) est la zone de courbure maximum
Les *flancs* (*limbs*) sont situés de part et d'autre de la charnière
La *ligne* ou le *point d'inflexion* correspond au passage entre antiforme et synforme.
Le *creux* est le lieu d'altitude minimum du pli, la *crête* le lieu d'altitude maximum. Ces deux zones ne coïncident pas forcément avec les charnières.

La *surface axiale* (ou *plan axial* [*axial plane*]) contient les charnières des couches emboîtées.
L'*axe* (*axis*) est la ligne (droite), parallèle à la charnière.

31.2 Taille des plis. (Fig. 10)

La taille des plis est mesurée par la *longueur d'onde* λ ou la ½ longueur d'onde et par *l'amplitude* **A** du pli.
L'angle d'ouverture ou angle entre les flancs permet de distinguer des plis ouverts, fermés, serrés, isoclinaux (Fig. 11).

Dans une même structure on distingue, selon leur taille, des plis de 1er ordre (grande structure) et des plis de 2ème ordre (microplis, plis d'entraînement, plis parasites, *drag folds*).

31.3 Degré de symétrie.

Le degré de symétrie permet de distinguer les plis symétriques dont les flancs ont la même longueur et les plis dissymétriques où l'on distingue un flanc long et un flanc court. Plis en « S » et en « Z » (voir Fig. 10).

31.4 Variation d'épaisseur.

La variation de l'épaisseur des couches plissées mesurée selon la perpendiculaire aux limites de couche permet de distinguer entre les plis isopaques et les plis anisopaques.

31.4 Orientation dans l'espace.

Pour orienter le pli dans l'espace il est indispensable de mesurer le plan axial (*direction et pendage*) et l'axe (*direction et plongement*) avec la boussole.

Selon le pendage du plan axial et le plongement de l'axe on distingue différents types de plis : droit, déjeté, déversé, couché, pli à axe horizontal, vertical, etc… (Fig. 12).

31.5 Plis et zone de cisaillement

Lorsque les plis sont dissymétriques, on peut les associer à des zones de cisaillements dont le *sens de déplacement* est déterminé par la forme en S ou en Z des plis. On définira ainsi le sens de déversement ou de chevauchement et le sens de décrochement.

3.2 Les différents types de plis classés d'après leur mode de formation

32.1 Les plis par flexion-glissement (*flexural folds*).

Ces plis apparaissent dans les niveaux structuraux supérieur et moyen de la chaîne de montagne. Les températures et la pression sont peu intenses. Selon leur nature lithologique les roches auront des comportements mécaniques différents. Les roches *compétentes* se déforment difficilement (grès, calcaires,…), les roches *incompétentes* se déforment facilement (argiles, marnes,…). Dans des roches compétentes, les plis sont isopaques (*concentric folds*).

321.1 *Modèle théorique (Fig. 13).*

Différence de longueur d'onde, en rapport avec l'épaisseur des couches compétentes et le contraste de viscosité entre les couches. Phénomène de *disharmonie*.

321.2 *La déformation interne dans un pli isopaque : mécanismes de déformation.*

Les mécanismes qui interviennent sont la flexion et le glissement banc sur banc. Deux modèles simples illustrent ces mécanismes.

Les plis à déformation de charnière (Fig. 14).

La distorsion est localisée dans la charnière, elle est hétérogène avec une extension dans l'extrados et une compression dans l'intrados (modèle de la torsion d'une barre rigide). Les microstructures associées peuvent être : à l'extrados des fentes de tension ou des microfailles normales, à l'intrados des joints stylolithiques, des microplis ou des microfailles inverses.

Les plis à déformation de flanc (Fig. 15).
La distorsion est localisée dans les flancs. C'est un cisaillement interne du banc qui se fait par glissement de surfaces les unes sur les autres (modèle de la courbure d'une pile de feuilles). Les microstructures associées sont des fentes en échelon dans les flancs, souvent sigmoïdes, la forme en S ou Z donne le sens du cisaillement interne. On peut aussi observer des plans de cisaillement de Riedel et des stries banc sur banc dans le cas d'un empilement de couches les unes sur les autres.

Dans tous ces types de plis il y a coexistence d'une déformation ductile qui donne le pli et de déformations cassantes (microfailles, fentes, etc…). C'est la conséquence de conditions physiques (T° et P) correspondant aux niveaux structuraux supérieur de la chaîne. La déformation est d'intensité modérée, hétérogène, et non pénétrative.

32.2 Les plis anisopaques par aplatissement et / ou glissement (*shear folds*).

Ces plis caractérisent le niveau structural inférieur de la chaîne de montagne. Ils apparaissent alors quelque soit la lithologie des roches déformées.
Les niveaux structuraux inférieurs sont caractérisés par des valeurs T° et P de plus en plus fortes. La déformation est de plus en plus ductile et de plus en plus intense. Elle s'imprime dans la roche à toutes les échelles, on dit qu'elle est pénétrative. Le marqueur caractéristique est la *schistosité* qui est l'expression de l'*aplatissement* des roches.
La schistosité est associée aux plis, les 2 structures apparaissent en même temps, on dit que les plis sont *synschisteux*.

***322.1** Les plis par aplatissement.*
L'aplatissement homogène ne donne pas de plis. Par contre il donne des plans de schistosité, parallèles au plan d'aplatissement XY (Fig. 16).
L'aplatissement hétérogène dans le plan XZ conduit à l'apparition de plis anisopaques synschisteux. Les plans de schistosité sont parallèles au plan axial du pli (Fig. 17a).
L'aplatissement (rapport X/Z) peut varier dans le plan XY, on obtient alors des plis à charnière courbe (*plis en fourreau sheath folds*) (Fig. 17b).

En général, l'aplatissement homogène ou hétérogène se produit après un premier stade de flexion des niveaux compétents. La schistosité prend des dispositions différentes : *en éventail* dans les bancs compétents, *parallèle au plan axial* dans les niveaux incompétents au début de la déformation (Fig. 18 a). Avec la généralisation de l'aplatissement, la schistosité est pratiquement parallèle au plan axial quelle que soit la lithologie (Fig. 18 b).

***322.2** Les plis par glissement ou par cisaillement ductile (ou encore plis par écoulement).*

Ces plis assez particuliers apparaissent par glissement le long de surfaces planes qui sont des plans de transport de la matière ou plans de cisaillement (plans C). Les

niveaux repères se déforment par simple translation, il n'y a pas de raccourcissement comme dans le cas des plis isopaques formés par flexion ou des plis formés par aplatissement. Le modèle analogique simple est un paquet de cartes glissant les unes sur les autres. On peut définir des axes cinématiques : **a** : vecteur glissement dans le plan de cisaillement, **c** : perpendiculaire au plan C, **b** : perpendiculaire à **ac** (Fig. 19).

Un cisaillement homogène ne donne pas de plis. Par contre un glissement différentiel le long des plans de transport va engendrer des plis anisopaques dont la géométrie est un peu particulière : l'épaisseur mesurée parallèlement au plan axial est constante. Ce sont les *plis semblables (similar folds)*. Si le cisaillement est hétérogène dans le plan C, le niveau repère va donner des plis à axes courbes (plis en fourreau) (Fig. 20).

Comme les plis par aplatissement, ces plis sont toujours synschisteux (schistosité continue, de flux ou foliation). Ils présentent aussi une linéation d'étirement parallèle à la direction de transport ou de cisaillement, mais différente (un peu) de l'axe X d'allongement de l'ellipsoïde.